

北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学： 区域对比、岩石成因及其构造意义

张宏飞¹, Nigel Harris², Randall Parrish³, 张利¹, 赵志丹⁴, 李德威¹

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 英国 Open 大学地球科学系, Milton Keynes, MK76AA

3. 英国地质调查局同位素实验室, Nottingham, NG125GG

4. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

摘要: 北喜马拉雅出露一系列片麻岩穹窿, 这些穹窿被形成于 27.5~10 Ma 的淡色花岗岩侵入。淡色花岗岩的岩石类型为二云母花岗岩, 它们的主量元素组成为 $\text{SiO}_2 = 70.97\% \sim 74.54\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.27\% \sim 8.09\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.91 \sim 1.36$ 及 $\text{A}/\text{CNK} = 1.10 \sim 1.33$ 。然而, 它们在微量元素组成上呈现出较大的变化: $\text{Rb} = (41 \sim 322) \times 10^{-6}$, $\text{Sr} = (26 \sim 139) \times 10^{-6}$, $\text{Ba} = (135 \sim 594) \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.97 \sim 17.31$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29 \sim 0.72$ 。北喜马拉雅淡色花岗岩的主量元素和微量元素组成特征类似于高喜马拉雅中新世的二云母花岗岩, 而在 Ti、Mg、Ca、Ba 含量和 Rb/Sr 比值上明显不同于高喜马拉雅中新世的电气石—白云母花岗岩。北喜马拉雅淡色花岗岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7344 \sim 0.8503$ ($t = 10 \text{ Ma}$), $\epsilon_{\text{Nd}}(10 \text{ Ma}) = -12.5 \sim -19.3$, 与高喜马拉雅淡色花岗岩无明显差异。在岩石成因上, 北喜马拉雅和高喜马拉雅中新世淡色花岗岩均起因于构造减压作用, 由此导致白云母发生脱水反应诱发高喜马拉雅结晶岩系的深熔。但北喜马拉雅淡色花岗岩形成的地质背景明显不同于高喜马拉雅淡色花岗岩, 前者具有较长的时间跨度, 开始形成于喜马拉雅渐新世的地壳增厚期, 之后形成于中新世穹窿片麻岩的折返时期, 而高喜马拉雅淡色花岗岩与中新世高喜马拉雅结晶岩系的构造挤出作用有关。因此, 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩的形成反映了不同的构造过程。

关键词: 淡色花岗岩; 地球化学; 岩石成因; 构造意义; 北喜马拉雅; 高喜马拉雅。

中图分类号: P59

文章编号: 1000-2383(2005)03-0275-14

收稿日期: 2005-01-21

Geochemistry of North Himalayan Leucogranites: Regional Comparison, Petrogenesis and Tectonic Implications

ZHANG Hong-fei¹, Nigel Harris², Randall Parrish³, ZHANG Li¹, ZHAO Zhi-dan⁴, LI De-wei¹

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Department of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes, MK76AA, UK

3. NERC Isotope Geosciences Laboratory, Keyworth, Nottingham, NG125GG, UK

4. School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

Abstract: The North Himalayan antiform is exposed a series of gneiss domes, intruded by the North Himalayan leucogranites (NHL) with magma emplacement ages from 27.5 to 10 Ma. The NHL are dominated by two-mica granites. They have $\text{SiO}_2 = 70.97\% \sim 74.54\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.27\% \sim 8.09\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.91 \sim 1.36$ and $\text{A}/\text{CNK} = 1.10 \sim 1.33$. However, they display wide variations of trace element composition with $\text{Rb} = (41 \sim 322) \times 10^{-6}$, $\text{Sr} = (26 \sim 139) \times 10^{-6}$, $\text{Ba} = (135 \sim 594) \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.97 \sim 17.31$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29 \sim 0.72$. Each body reveals distinct inter-granite trace element characteristics suggesting that each body results from distinctive conditions. The granites from the NHL resemble the two-mica granites from the High Himalayan leucogranites (HHL), but are distinct from tourmaline-muscovite granites from the HHL in their Ti, Mg, Ca, Ba contents and Rb/Sr ratio. The NHL have $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7344 \sim 0.8503$ (for $t = 10 \text{ Ma}$)

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40173017); 国家科技部“973”项目(G19999075506); 英国皇家协会(British Royal Society)基金。
作者简介: 张宏飞(1962—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事造山带地球化学研究。E-mail: hfzhang@cug.edu.cn

and $\epsilon_{\text{Nd}}(10 \text{ Ma}) = -12.5$ to -19.3 , which are indistinguishable from the HHL. Both the NHL and the HHL were derived from the anatexis of the High Himalayan Crystalline Series (HHCS) under the condition of fluid-absent melting, induced by muscovite breakdown due to decompression. The magma emplacement ages and the geological setting of the NHL are quite distinct from those of the HHL. Whilst the HHL resulted from southwards extrusion of the tectonic wedge of the HHCS during the Miocene, the NHL appear to have been generated over a much longer timespan, involving early melting during crustal thickening and subsequent melting during the exhumation of the gneiss domes. Thus the NHL and the HHL have different tectonic implications.

Key words: leucogranite; geochemistry; petrogenesis; tectonic implication; North Himalaya; High Himalaya.

0 引言

在印度板块与欧亚板块发生陆—陆碰撞后的构造演化阶段,在岩浆作用上具有明显特色的是喜马拉雅中新世淡色花岗岩(leucogranite,以下简称LG)的形成.LG(白云母/二云母花岗岩)的形成与陆内构造过程存在密切的联系.有关喜马拉雅LG的地球化学研究目前主要集中在高喜马拉雅构造单元(Le Fort, 1975; Ferrara *et al.*, 1983; Le Fort, 1986; Debon *et al.*, 1986; Deniel *et al.*, 1987; Castelli and Lombardo, 1988; Stern *et al.*, 1989; Copeland *et al.*, 1990; Scaillet *et al.*, 1990; Ferrara *et al.*, 1991; Harris and Inger, 1992; Inger and Harris, 1993; Harris and Massey, 1994; Harris *et al.*, 1995; Barbey *et al.*, 1995; Harrison *et al.*, 1997; Harrison *et al.*, 1998; Harrison *et al.*, 1999; Visona and Lombardo, 2002),并得出了高喜马拉雅LG主要起因于高喜马拉雅结晶岩系的深熔作用的主要结论.然而,有关深熔作用的机制尚存在不同的认识(Le Fort, 1975; Le Fort, 1986; Stern *et al.*, 1989; Harris and Massey, 1994; Harrison *et al.*, 1997; Harrison *et al.*, 1998).与高喜马拉雅LG相比,北喜马拉雅LG尚缺乏深入的研究,这主要是由于北喜马拉雅LG的穿行条件较差.本文研究的主要目标是:(1)提供新的北喜马拉雅LG的地球化学和Sr-Nd同位素资料;(2)进行广泛的北喜马拉雅和高喜马拉雅LG的地球化学对比;(3)共同讨论北喜马拉雅和高喜马拉雅LG的成因及其构造意义.

1 区域地质背景及北喜马拉雅淡色花岗岩岩相学

区域上,喜马拉雅从南往北可划分为3个构造

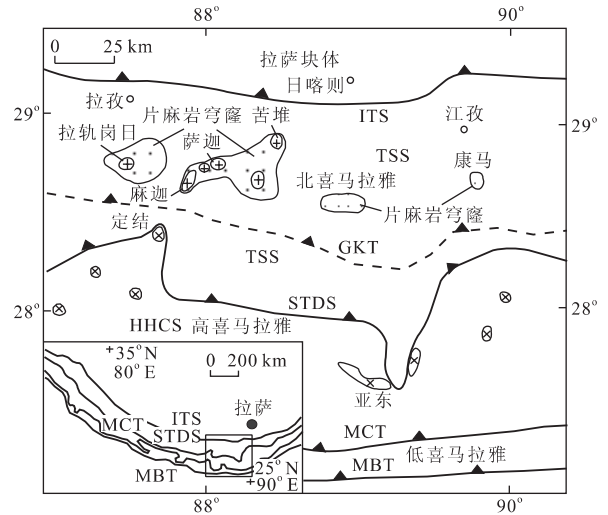


图 1 东喜马拉雅地质简图

Fig. 1 Simplified geological map in eastern part of Himalaya. Inset shows location of study area

+, 北喜马拉雅淡色花岗岩; ×, 高喜马拉雅淡色花岗岩; ITS, 印度河—雅鲁藏布江缝合带; STDS, 藏南折离系; MBT, 主边界逆冲断层; MCT, 中央逆冲断层; GKT, 吉隆—康马逆冲断层; TSS, 特提斯沉积岩系; HHCS, 高喜马拉雅结晶岩系. 图内插图显示研究区在喜马拉雅构造带中的位置

单元(图 1):(1)低喜马拉雅(Lesser Himalaya),位于主边界逆冲断层(MBT)和主中央逆冲断层(MCT)之间;(2)高喜马拉雅(High Himalaya),位于主中央逆冲断层和藏南折离系(STDS)之间;(3)北喜马拉雅(North Himalaya),又称特提斯喜马拉雅,位于藏南折离系和雅江缝合带(ITS)之间.以上各构造单元地质特征的详细描述见 Yin and Harrison (2000)和 Hodges (2000).这里就北喜马拉雅构造单元及其中的LG的主要地质特征加以简要论述.

北喜马拉雅构造单元主要由一系列的穹窿组成,如康马穹窿、萨迦穹窿和拉轨岗日穹窿等(图 1).这些穹窿均以片麻岩(变形花岗岩)和变沉积混合岩为核部,外侧为特提斯沉积岩系,如片岩等.在片麻岩与片岩的接触带,泥质岩性的岩石变质

作用达到硅线石—蓝晶石等级。在北喜马拉雅穹窿带与 STDS 之间,发育向北倾的逆冲断层(图 1),该断层近期被描述为吉隆—康马逆冲断层(Gyirong-Kangmar Thrust) (Lee *et al.*, 2000)。根据近期对康马穹窿的研究(Lee *et al.*, 2000),这一逆冲断层的根部在中地壳与 STDS 相连,Ar-Ar 年代学指示穹窿形成于 11 Ma。

在北喜马拉雅构造单元,除了康马穹窿外,其他穹窿被中新世和渐新世的 LG 所侵入,如在萨迦穹窿中出露有麻迦 LG[(9.8±0.7)Ma,独居石 U-Pb 年龄,Schärer *et al.*, 1986]、萨迦 LG[(14.4±0.2)Ma,独居石 U-Pb 年龄,Zhang *et al.*, 2004]和苦堆 LG[(27.5±0.5)Ma,锆石和磷钇矿 U-Pb 年龄,Zhang *et al.*, 2004]。拉轨岗日 LG[(15.1±0.5)Ma,独居石 U-Pb 年龄,Schärer *et al.*, 1986;(14.7±1.0)Ma,锆石 U-Pb 年龄,Xu, 1990]侵入拉轨岗日穹窿中。

本次研究对上述 4 个岩体进行了地质观察和样品采集。在岩相学上,这些岩体均为单相岩体,各岩体出露面积 20~60 km² 不等,岩体与围岩存在清晰的侵入接触关系,它们的岩石类型均可描述为灰白色、中细粒结构的二云母花岗岩。岩石均为块状构造,表明未明显受到后期地质作用的变质变形,其主要矿物组成为:石英 31%~36%、微斜长石 29%~36%、奥长石 29%~36%、黑云母 3%~5%、白云母 2%~4%。在所有的样品中,黑云母的含量高于白云母。石榴子石见于苦堆 LG 中,含量为 0.5%~1%,但在其他 LG 中缺乏。在麻迦 LG 中,电气石(含量小于 0.5%)是常见的微量矿物相,同时岩石中含有碎裂的和混圆状的蓝晶石残留晶,在一些薄片,中还见有少量次生的红柱石。在拉轨岗日 LG 中观察到在石英和微斜长石中含有自形的硅线石包体。

在北喜马拉雅构造单元,二云母花岗岩是 LG 的主要岩相。这明显不同于高喜马拉雅 LG 具有电气石—白云母花岗岩和二云母花岗岩的 2 种岩相组成(Ayres and Harris, 1997)。在年代学上,高喜马拉雅 LG 形成的时间跨度为 23~12 Ma (Schärer *et al.*, 1986; Xu, 1990; Edwards and Harrison, 1997; Searle *et al.*, 1997; Hodges *et al.*, 1998; Wu *et al.*, 1998; Simpson *et al.*, 2000; Deniel *et al.*, 2003; Searle *et al.*, 2003);而北喜马拉雅 LG 具有较宽的形成时间跨度,为 27.5~10 Ma (Zhang *et al.*, 2004)。

2 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学

2.1 主量元素和微量元素

北喜马拉雅 LG 的主量元素和微量元素组成列于表 1,同时本次研究中 2 个高喜马拉雅 LG 岩体(亚东岩体和定结岩体)也列于表 1 中。

表 1 展示了北喜马拉雅的萨迦、麻迦、苦堆和拉轨岗日 LG 在主量元素组成上的有限变化,所有样品的 SiO₂ 变化于 70.97%~74.54%,Al₂O₃ > 14.23%,MgO=0.26%~1.10%,CaO=0.82%~2.0%,K₂O + Na₂O = 6.27%~8.09%,K₂O/Na₂O=0.91~1.36(多数样品 > 1.1),A/CNK = 1.10~1.33,表明它们为过铝质花岗岩。

在微量元素组成上,北喜马拉雅 LG 具有较大的变化范围(表 1),Rb = (41~322) × 10⁻⁶,Sr = (26~139) × 10⁻⁶,Ba = (135~594) × 10⁻⁶,Nb = (2.03~15.4) × 10⁻⁶,Ta = (0.59~5.00) × 10⁻⁶,Zr = (30~114) × 10⁻⁶,Y = (5.51~30.17) × 10⁻⁶,Th = (3.09~12.08) × 10⁻⁶,Rb/Sr=0.49~11.33, Sr/Ba=0.17~0.42, Nb/Ta=1.59~14.57 和 Zr/Y=1.03~8.20;但各个岩体具有独自的组成特征,如在亲石大离子元素组成上,萨迦 LG 清晰地亏损 Rb(41 × 10⁻⁶~108 × 10⁻⁶),富集 Ba(333 × 10⁻⁶~594 × 10⁻⁶) 并具有较低的 Rb/Sr 比值(0.4~1.2);而麻迦 LG 富集 Rb(256 × 10⁻⁶~321 × 10⁻⁶),亏损 Ba(135 × 10⁻⁶~201 × 10⁻⁶) 并具有较高的 Rb/Sr 比值(7.2~11.3)。拉轨岗日和苦堆 LG 的 Rb、Ba 含量及 Rb/Sr 比值介于麻迦和萨迦 LG 之间。由于这些花岗岩在主量元素上的有限变化,因此,它们在不相容元素上的含量变化不可能由岩浆分异作用引起,而可能与它们的岩浆源区组成特征和形成的熔体分数有关。麻迦 LG 除了样品 T122 外,具有低的 Nb/Ta 比值(1.6~3.5),Nb > 13.7 × 10⁻⁶,Ta > 4 × 10⁻⁶。与之相对比,拉轨岗日和苦堆 LG 具有较高的 Nb/Ta 比值(5.0~10.4),Nb = (5.58~15.86) × 10⁻⁶,Ta = (0.59~2.60) × 10⁻⁶。麻迦花岗岩异常高的 Nb 和 Ta 含量及低的 Nb/Ta 比值反映在部分熔融过程中对金红石或钛铁矿的影响。

北喜马拉雅 LG 的 ΣREE 含量 < 95 × 10⁻⁶ (除样品 T113 和 T114 外),在稀土元素球粒陨石标准化图上显示萨迦、麻迦和拉轨岗日 LG 均具有强分异的稀土元素组成模式(图 2), (La/Yb)_N = 3.89~17.31, Eu/Eu* = 0.29~0.70, 它们的稀土组成模

表 1 北喜马拉雅淡色花岗岩及部分高喜马拉雅淡色花岗岩主量元素和微量元素组成

Table 1 Major and trace element data for North Himalayan and some High Himalyan leucogranites

样品号	T100	T101	T104	T105	T110	T111	T113	T114	T115	T117	T118	T120
岩体名称	苦堆	苦堆	苦堆	苦堆	萨迦	萨迦	萨迦	萨迦	萨迦	麻迦	麻迦	麻迦
岩石类型	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG
SiO ₂	74.04	73.65	73.9	73.94	72.58	72.35	70.97	71.78	73.77	73.85	74.24	74.06
TiO ₂	0.11	0.012	0.12	0.07	0.29	0.29	0.39	0.35	0.14	0.10	0.08	0.12
Al ₂ O ₃	14.78	14.92	14.7	15.11	15.16	15.31	15.53	14.84	14.96	14.81	14.75	14.23
FeO	0.84	0.86	1.07	0.70	1.84	1.71	2.38	2.21	1.06	1.09	0.86	0.92
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
MgO	0.47	0.40	0.41	0.33	0.94	0.83	1.10	0.99	0.47	0.35	0.31	0.26
CaO	1.71	1.86	1.66	2.00	1.55	1.37	1.62	1.84	1.27	0.94	1.02	1.05
Na ₂ O	3.17	3.30	3.29	3.38	3.16	3.34	2.97	3.46	3.80	3.34	3.54	3.65
K ₂ O	3.99	4.10	3.80	3.58	3.11	3.42	3.57	3.14	3.50	4.36	4.27	4.59
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.04	0.09	0.07	0.11	0.10	0.11	0.19	0.13	0.13
LOI	0.69	0.75	0.80	0.67	1.09	1.11	1.05	1.08	0.85	0.80	0.65	0.81
total	99.88	99.932	99.83	99.85	99.84	99.83	99.72	99.82	99.95	99.86	99.88	99.84
K ₂ O/Na ₂ O	1.26	1.24	1.16	1.06	0.98	1.02	1.20	0.91	0.92	1.31	1.21	1.26
A/CNK	1.17	1.13	1.17	1.15	1.33	1.31	1.33	1.19	1.21	1.24	1.20	1.10
Rb	155.66	179.57	118.92	145.45	41.20	86.97	65.63	70.10	107.58	275.76	256.76	296.92
Sr	61.20	59.97	41.01	69.64	64.28	122.86	131.42	138.75	90.36	33.42	35.86	26.21
Y	20.83	30.17	28.70	29.05	9.53	12.62	16.40	16.69	10.12	7.68	8.34	5.51
Zr	47.95	58.19	52.89	29.99	77.59	89.15	91.68	114.06	62.73	51.93	57.85	35.13
Nb	8.84	10.37	15.86	7.84	8.63	7.54	8.67	9.28	5.58	13.67	14.26	14.26
Cs	121.09	14.54	16.26	11.16	4.21	3.89	3.82	6.47	12.42	97.03	64.32	89.08
Ba	218.32	190.71	271.12	205.19	333.62	442.21	593.60	493.96	361.59	171.39	200.61	135.14
Hf	1.22	1.90	1.72	1.08	2.43	2.67	2.66	3.24	2.14	1.94	2.07	1.29
Ta	1.19	1.64	2.60	1.56	1.19	1.23	0.59	0.88	0.67	4.35	4.04	5.00
Pb	33.57	28.59	20.72	21.64	19.55	34.11	29.89	27.13	28.57	35.18	39.50	39.95
Th	3.65	5.40	3.09	4.17	6.61	7.94	12.08	10.56	4.90	4.70	4.97	3.32
U	1.89	1.26	1.80	1.09	1.15	1.81	2.07	1.18	1.34	1.14	2.07	1.97
La	5.33	7.46	3.94	6.29	13.17	16.25	25.88	22.46	8.94	9.16	8.85	6.26
Ce	11.18	15.73	8.40	8.92	25.51	29.78	54.48	40.48	19.07	13.29	15.46	9.78
Pr	1.21	1.72	0.93	1.41	3.09	3.78	5.94	5.14	2.12	2.04	1.96	1.35
Nd	4.86	6.91	3.77	5.71	12.20	14.88	23.32	20.15	8.47	7.84	7.40	5.08
Sm	1.34	1.85	1.08	1.72	2.73	3.35	5.05	4.40	1.98	1.96	1.76	1.25
Eu	0.28	0.34	0.24	0.47	0.56	0.74	1.00	0.93	0.29	0.24	0.17	0.19
Gd	1.64	2.28	1.59	2.31	2.38	2.96	4.33	3.84	1.72	1.76	1.64	1.15
Tb	0.37	0.52	0.41	0.54	0.35	0.45	0.62	0.57	0.27	0.29	0.27	0.20
Dy	2.71	3.78	3.36	3.88	1.76	2.29	3.11	2.93	1.53	1.47	1.46	1.01
Ho	0.67	0.94	0.89	0.92	0.33	0.44	0.59	0.57	0.32	0.25	0.27	0.18
Er	2.10	2.93	2.76	2.79	0.85	1.13	1.46	1.46	0.91	0.59	0.68	0.44
Yb	2.24	3.13	2.73	2.92	0.80	1.07	1.24	1.24	0.94	0.53	0.61	0.39
Lu	0.33	0.45	0.38	0.42	0.11	0.16	0.18	0.18	0.14	0.07	0.08	0.05
∑REE	34.27	48.04	30.48	38.28	63.85	77.28	127.21	104.35	46.71	39.49	40.61	27.32
(La/Yb) _N	1.60	1.61	0.97	1.45	11.12	10.20	14.05	12.20	6.39	11.67	9.81	10.85
Eu/Eu*	0.57	0.50	0.57	0.72	0.65	0.70	0.64	0.67	0.47	0.38	0.29	0.48
T _{Zr} /C	702.00	712.00	709.00	667.00	748.00	757.00	759.00	769.00	752.00	712.00	718.00	675.00
T _{Mon} /C	664.00	680.00	647.00	674.00	747.00	760.00	798.00	766.00	770.00	707.00	698.00	659.00

式类似于高喜马拉雅的亚东 LG(图 2),后者具有 $(La/Yb)_N=6.1\sim 20.5$, $Eu/Eu^*=0.42\sim 0.64$. 而苦堆 LG 显示较弱的稀土元素的分异, $(La/Yb)_N=0.97\sim 1.61$, $Eu/Eu^*=0.50\sim 0.72$, 稀土组成模式

明显不同于其他北喜马拉雅 LG. 这可能与苦堆 LG 中含有较高比例的石榴子石有关.

2.2 Sr-Nd 同位素

北喜马拉雅 LG 和穹窿片麻岩的 Sr-Nd 同位素

续表 1

样品号	T121	T122	T73	T74	T75	2570	T76	T77	T78	T97-26	T97-28	T97-57
岩体名称	麻迦	麻迦	拉轨岗日	拉轨岗日	拉轨岗日	拉轨岗日	定结	定结	定结	亚东	亚东	亚东
岩石类型	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	2MG	TMG	TMG	TMG	TMG	TMG	TMG
SiO ₂	73.38	74.23	74.48	74.54	72.79	72.68	74.63	74.1	73.92	72.94	74.17	73.86
TiO ₂	0.10	0.05	0.12	0.12	0.21	0.26	0.02	0.03	0.02	0.11	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	14.99	14.99	14.42	14.60	15.32	14.68	14.25	14.92	14.86	14.71	13.98	15.31
FeO	1.13	0.64	1.18	1.14	1.60	1.43	1.21	0.70	1.16	1.22	0.64	0.78
MnO	0.03	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.10	0.02
MgO	0.37	0.31	0.31	0.33	0.54	0.64	0.10	0.14	0.12	0.28	0.11	0.19
CaO	0.95	0.90	0.82	0.86	1.18	1.63	0.78	0.93	0.75	0.97	0.44	0.67
Na ₂ O	3.43	3.59	3.53	3.58	3.54	3.51	3.93	4.27	4.12	3.80	3.62	4.03
K ₂ O	4.66	4.38	4.1	3.99	3.97	4.10	4.27	4.38	4.32	4.93	5.48	4.55
P ₂ O ₅	0.16	0.21	0.17	0.17	0.15	0.07	0.15	0.13	0.14	0.11	0.36	0.16
LOI	0.65	0.55	0.50	0.53	0.69	0.80	0.94	0.42	0.50	0.82	0.78	0.19
total	99.85	99.86	99.67	99.90	100.00	99.83	100.30	100.04	99.93	99.91	99.70	99.85
K ₂ O/Na ₂ O	1.36	1.22	1.16	1.11	1.12	1.17	1.09	1.03	1.05	1.30	1.51	1.13
A/CNK	1.21	1.22	1.23	1.24	1.25	1.11	1.14	1.11	1.16	1.10	1.10	1.20
Rb	321.45	260.14	226.91	215.71	137.42	121.80	237.69	302.01		256.43	506.29	309.25
Sr	29.99	26.94	67.67	58.44	104.21	96.55	21.48	11.87		71.87	14.53	36.06
Y	9.28	7.22	8.27	8.81	10.09	19.07	13.16	3.56		7.48	1.71	3.29
Zr	55.94	50.32	43.33	47.27	82.77	63.52	51.30	23.00		49.95	19.70	36.73
Nb	15.46	2.03	7.84	7.71	7.61	8.85	9.13	9.03		15.58	35.91	13.18
Cs	119.48	41.70	26.53	25.75	12.89	8.31	20.58	15.65		30.48	86.69	65.97
Ba	157.78	152.15	252.07	140.79	394.31	459.98	36.63	15.32		293.50	32.93	108.20
Hf	2.07	1.93	1.36	1.56	2.52	1.90	2.13	1.14		1.70	1.33	1.47
Ta	4.80	1.28	1.24	1.27	1.09	1.00	1.34	1.59		3.51	16.04	2.77
Pb	39.52	41.97	26.45	25.49	26.01	34.26	30.85	25.66		55.42	20.04	45.70
Th	6.06	3.84	4.13	4.42	8.98	6.25	2.63	1.32		6.20	0.80	2.66
U	1.80	0.96	1.49	1.74	1.58	1.64	2.16	1.41		3.17	5.02	1.65
La	11.13	7.85	9.64	10.26	19.21	10.29	4.32	2.04		11.48	1.29	4.90
Ce	23.10	12.57	17.45	18.27	40.61	17.50	8.48	4.25		20.38	2.63	10.12
Pr	2.46	1.74	2.11	2.23	4.45	2.38	1.01	0.45		2.51	0.27	1.04
Nd	9.22	6.57	8.09	8.61	17.36	9.51	3.76	1.69		9.55	0.98	3.81
Sm	2.33	1.68	1.84	1.95	3.83	2.42	1.25	0.59		2.28	0.28	1.02
Eu	0.23	0.20	0.35	0.32	0.68	0.51	0.09	0.04		0.47	0.05	0.14
Gd	2.11	1.54	1.63	1.72	3.05	2.48	1.43	0.62		2.06	0.29	1.00
Tb	0.35	0.27	0.27	0.29	0.42	0.45	0.33	0.13		0.31	0.06	0.17
Dy	1.77	1.35	1.45	1.53	1.95	2.79	2.07	0.68		1.47	0.32	0.79
Ho	0.31	0.23	0.27	0.29	0.35	0.61	0.43	0.11		0.26	0.06	0.12
Er	0.74	0.56	0.74	0.75	0.84	1.77	1.21	0.26		0.60	0.14	0.25
Yb	0.62	0.53	0.72	0.72	0.75	1.78	1.29	0.24		0.50	0.15	0.16
Lu	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.26	0.18	0.03		0.07	0.02	0.02
REE	54.45	35.15	44.67	47.04	93.60	52.74	25.83	11.13		51.94	6.54	23.55
∑(La/Yb) _N	12.21	9.97	8.99	9.57	17.31	3.89	2.26	5.84		15.50	6.06	20.53
Eu/Eu*	0.31	0.38	0.60	0.51	0.59	0.63	0.21	0.20		0.64	0.52	0.42
T _{Zr} /°C	715.00	721.00	697.00	704.00	745.00	722.00	645.00	656.00		697.00	682.00	690.00
T _{Mon} /°C	715.00	710.00	705.00	711.00	760.00	731.00	594.00	664.00		696.00	655.00	685.00

2MG. 二云母花岗岩; TMG. 电气石-白云母花岗岩. 主量元素(%) 在西北大学大陆动力学实验室由 XRF 法测定获得; 微量元素(10⁻⁶) 在英国 Open 大学地球科学系由 ICP-MS 方法测定获得. 除了定结和亚东淡色花岗岩来自高喜马拉雅构造单元外, 其他淡色花岗岩来自于北喜马拉雅构造单元.

资料列于表 2. 为了比较的方便, 将所有样品以喜马拉雅 LG 的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t 具有较宽的变化. 在 4 t=10 Ma 计算 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t 和 ε_{Nd}(t) 值. 表 2 显示北 个岩体中, 麻迦 LG 具有最高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t 值

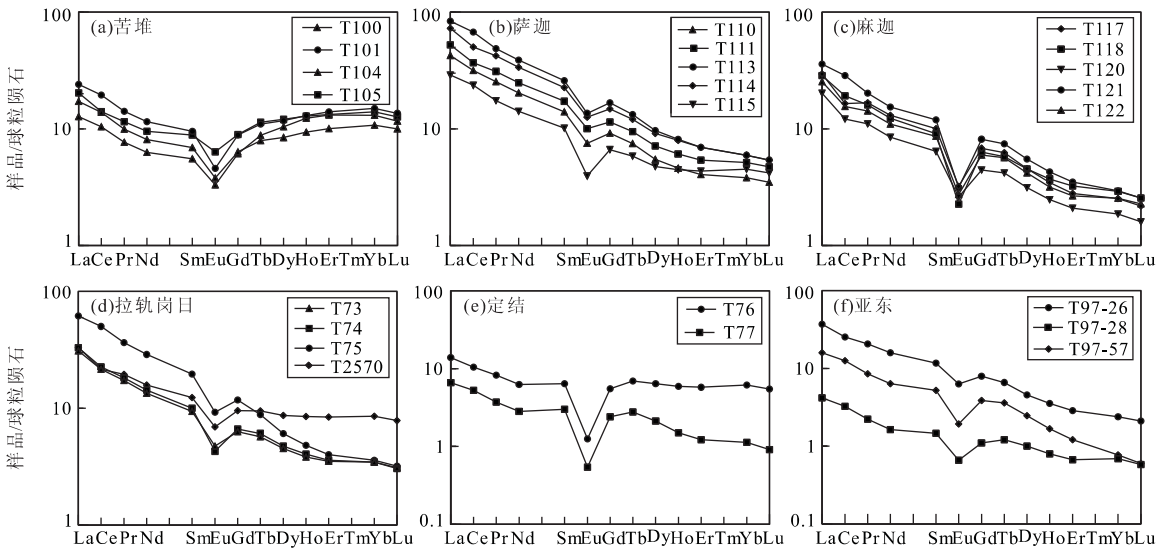


图 2 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩稀土元素组成模式

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns for North Himalayan leucogranites and Dingge and Yadon leucogranites from HHL. Normalizing values from Taylor and McLennan (1995)

a—d. 北喜马拉雅淡色花岗岩; e, f 为高喜马拉雅淡色花岗岩

(0.8485~0.8503), 而萨迦和拉轨岗日 LG 具有最低的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 值(0.7344~0.7407), 苦堆 LG 的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 值(0.7650~0.7840)介于上述 2 组之间. 在 Nd 同位素组成上, 麻迦 LG 在分析的所有北喜马拉雅 LG 中具有最低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-18.3~-19.3), 而萨迦、拉轨岗日和苦堆 LG 具有较为相近的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-12.5~-14.6). 以上 Sr 和 Nd 同位素组成特征表明, 北喜马拉雅 LG 的岩浆源应来自于不均一大陆壳物质的部分熔融.

在本次研究中, 2 个来自于高喜马拉雅的亚东和定结 LG 岩体展示 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t = 0.7572~0.7750, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -12.04~-16.3(表 2), 它们与北喜马拉雅 LG 的 Sr 和 Nd 同位素组成相重叠.

北喜马拉雅穹窿片麻岩(以康马穹窿和萨迦穹窿片麻岩为代表), 在 $t = 10$ Ma 时, 它们的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t = 0.7712~0.8897, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -8.34~-12.2(表 2). 尽管它们的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 值与北喜马拉雅 LG 不可区分, 但它们稍为偏高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值表明穹窿片麻岩不宜作为北喜马拉雅 LG 的岩浆源区物质.

3 讨论

3.1 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学对比

为了进行详细的北喜马拉雅和高喜马拉雅 LG

的地球化学对比, 本文根据文献资料(Castelli and Lombardo, 1988; Inger and Harris, 1993; Guillot and Le Fort, 1995; Ayres and Harris, 1997; Searle *et al.*, 1997; Visona and Lombardo, 2002)和本文新提供的资料, 建立了高喜马拉雅 LG 的地球化学数据库, 并将高喜马拉雅 LG 划分为 2 个岩相: 二云母花岗岩和电气石-白云母花岗岩.

图 3 显示, 在 SiO_2 、 Al_2O_3 、 K_2O 和 P_2O_5 含量变化上, 高喜马拉雅的二云母花岗岩和电气石-白云母花岗岩无明显区别, 但在其他主量组分上, 二云母花岗岩相对于电气石-白云母花岗岩而言, 前者清晰地富含 TiO_2 、 FeO 、 MgO 、 CaO , 但贫 Na_2O . 这些主量元素组分在上述岩相中的差异与 Guillot and Le Fort (1995)、Visona and Lombardo (2002) 总结的特征基本一致. 与高喜马拉雅 LG 的主量组分相比较, 北喜马拉雅 LG 的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 K_2O 和 P_2O_5 含量重叠于高喜马拉雅 LG (包括二云母花岗岩和电气石-白云母花岗岩), 但 TiO_2 、 MgO 、 CaO 和 Na_2O 含量变化类似于高喜马拉雅 LG 中的二云母花岗岩, 而清晰地不同于高喜马拉雅 LG 中的电气石-白云母花岗岩.

在 Sr、Th、Nb、Zr 和 Y 含量变化上, 北喜马拉雅 LG 与高喜马拉雅 LG 不易区分; 然而, 前者低 Rb 含量和低 Rb/Sr 比值及高 Ba、La 含量类似于高喜马拉雅 LG 中的二云母花岗岩, 而与高喜马拉雅

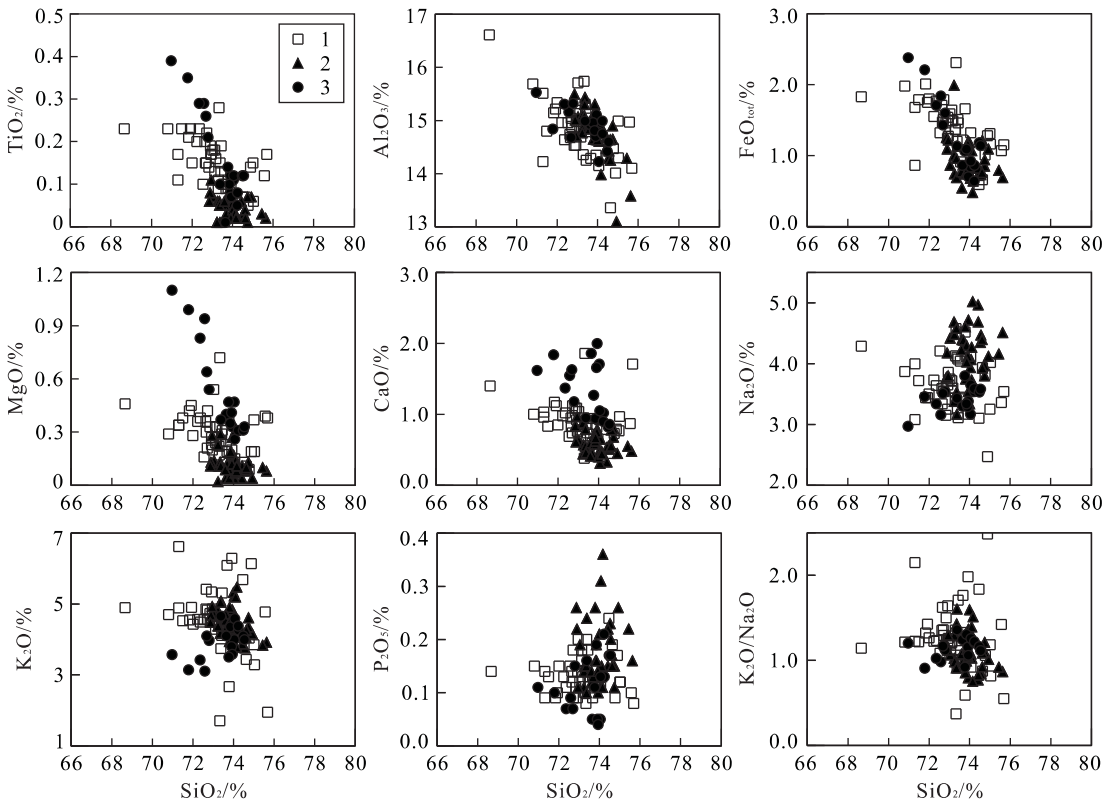


图 3 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩主要元素 Harker 图

Fig. 3 Major element Harker diagram for North Himalayan and High Himalayan leucogranites

1. 高喜马拉雅二云母花岗岩; 2. 高喜马拉雅电气石—白云母花岗岩; 3. 北喜马拉雅淡色花岗岩. 高喜马拉雅淡色花岗岩资料据 Castelli and Lombardo (1988)、Inger and Harris (1993)、Guillot and Le Fort (1995)、Ayres and Harris (1997)、Searle *et al.* (1997)、Visona and Lombardo (2002) 及本文表 1

LG 中的电气石—白云母花岗岩存在明显区别 (图 4).

根据发表的高喜马拉雅 LG 的 Sr 和 Nd 同位素资料 (Vidal *et al.*, 1984; Deniel *et al.*, 1986; Deniel *et al.*, 1987; Stern *et al.*, 1989; Inger and Harris, 1993; Massey, 1994; Ahmad *et al.*, 2000; Miller *et al.*, 2001), 高喜马拉雅 LG 的 2 个岩相在 Sr 和 Nd 同位素组成上无明显差异, 但单一岩体内部的 2 个岩相存在较小的 Sr 同位素组成差异 (Guillot and Le Fort, 1995). 总体上, 仅根据 Sr 和 Nd 同位素组成难以对高喜马拉雅 LG 的 2 个岩相进行划分. 因此, 在北喜马拉雅和高喜马拉雅 LG 的 Sr 和 Nd 同位素组成进行对比的讨论时, 将高喜马拉雅 LG 的 2 个岩相归在一起. 在 $t=10$ Ma 时 (与北喜马拉雅 LG 的计算相一致), 高喜马拉雅和北喜马拉雅 LG 的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值分别为 $0.7403\sim 0.7854$ 和 $0.7344\sim 0.7840$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为 $-11.6\sim -16.3$ 和 $-12.5\sim -14.6$, 两者存在很大程度上的重叠 (图 5).

但一个例外是北喜马拉雅的麻迦 LG ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.8495\sim 0.8503$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -18.3\sim -19.3$), 其岩浆源区地壳物质的成熟度相对偏高.

总之, 北喜马拉雅 LG 的化学组成类似于高喜马拉雅 LG 中的二云母花岗岩, 但与高喜马拉雅 LG 中的电气石—白云母花岗岩存在明显差异. 然而, 除了麻迦 LG 外, 其他北喜马拉雅 LG 与高喜马拉雅 LG (包括其中的 2 个岩相) 具有十分相似的 Sr 和 Nd 同位素组成.

3.2 北喜马拉雅淡色花岗岩的岩石成因

北喜马拉雅与高喜马拉雅 LG (二云母花岗岩) 在化学和 Sr-Nd 同位素组成上的相似性表明它们有着相似的岩浆源区组成和岩浆演化. 在高喜马拉雅 LG 的岩石成因模式中, 将岩石成因归结为高喜马拉雅结晶岩系中云母片岩或负片麻岩类的深熔作用已基本达成共识 (Le Fort, 1986; Deniel *et al.*, 1987; Ferrara *et al.*, 1991; Inger and Harris, 1993; Harris and Massey, 1994; Harris *et al.*, 1995; Guillot

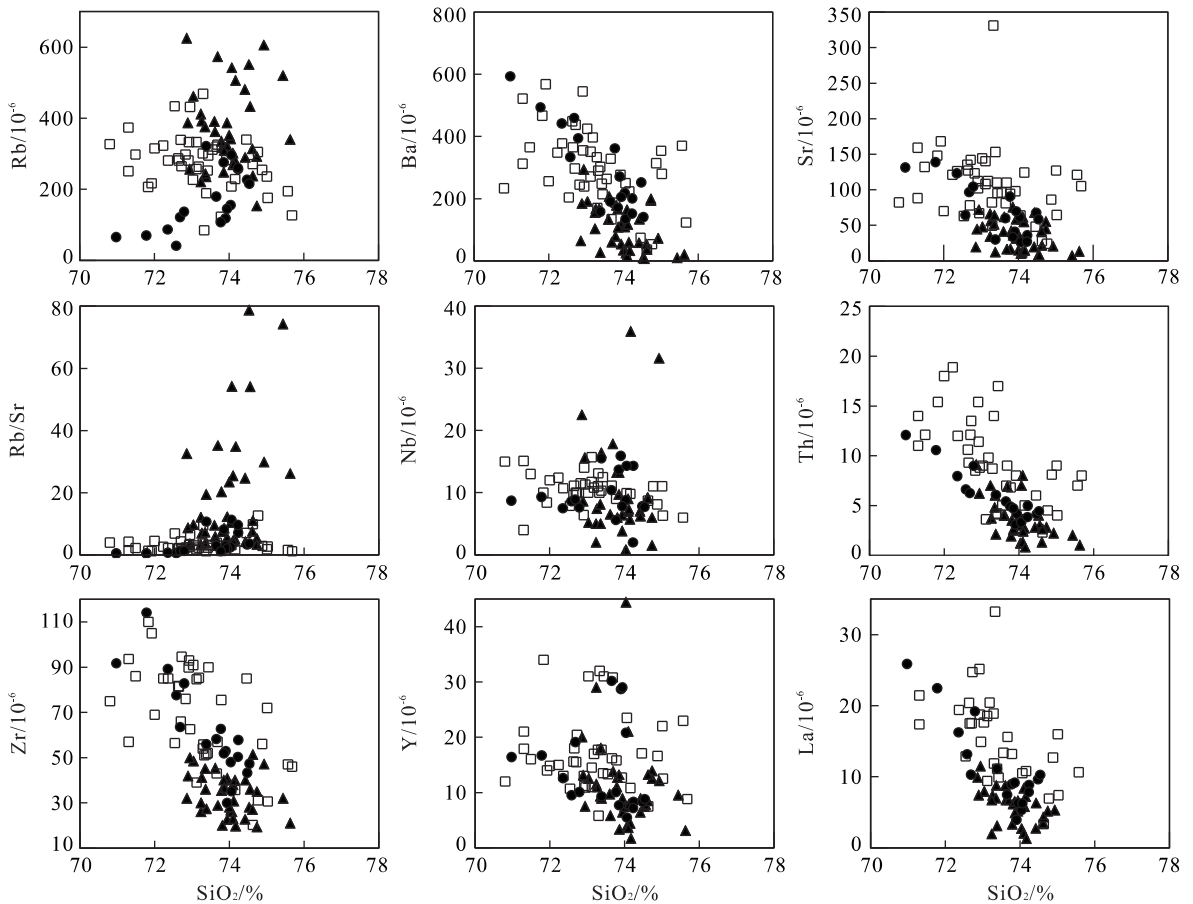


图 4 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩微量元素 Harker 图

Fig. 4 Trace element Harker diagram for North Himalayan and High Himalayan leucogranites

符号同图 3. 高喜马拉雅淡色花岗岩微量元素资料据 Castelli and Lombardo (1988)、Inger and Harris (1993)、Guillot and Le Fort (1995)、Ayres and Harris (1997)、Searle *et al.* (1997)、Visona and Lombardo (2002) 及本文表 1

and Le Fort, 1995), 这在图 5 上得到清楚的说明. 图 5 指示无论是高喜马拉雅 LG, 还是北喜马拉雅 LG, 它们在 Sr 和 Nd 同位素组成上叠覆于喜马拉雅结晶岩系的分布范围. 图 5 还指示北喜马拉雅穹窿片麻岩由于较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 和较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 不能作为喜马拉雅 LG 的岩浆源区, 由此表明高喜马拉雅结晶岩系向北延伸至北喜马拉雅的特提斯沉积岩系和穹窿片麻岩之下.

至于高喜马拉雅结晶的深熔过程, 早期研究者认为高喜马拉雅 LG 形成过程与饱和水的熔融作用有关 (Le Fort, 1975, 1986), 然而, 没有证据表明喜马拉雅中、下地壳物质的变质作用产生足够量的弥散性流体. 在近期的文献中, 高喜马拉雅 LG 形成过程中的熔融反应被认为是在缺乏流体的条件下进行的 (Harris and Inger, 1992; Inger and Harris, 1993; Harris *et al.*, 1995; Patino-Douce and Harris, 1998). 在无外来流体的条件下, 熔融作用发生

于源岩中白云母或黑云母的脱水反应 (Vielzeuf and Schmidt, 2001). 对前者, 熔融反应为: $\text{Mu} + \text{Pl} + \text{Q} = \text{L} + \text{Sill} + \text{Kf} \pm \text{Bt}$ (Patino-Douce and Harris, 1998); 对后者, 熔融反应为: $\text{Bt} + \text{Q} + \text{Pl} + \text{Sill} = \text{L} + \text{Gt} + \text{Kf}$ (Vielzeuf and Holloway, 1988). 在 $(5 \sim 10) \times 10^5$ kPa 压力实验条件下, 白云母的分解开始于 $720 \sim 770^\circ\text{C}$ (Patino-Douce and Harris, 1998), 而黑云母的分解开始于 $760 \sim 830^\circ\text{C}$ (Le Breton and Thompson, 1998; Koester *et al.*, 2002). 根据高喜马拉雅 LG 和源岩物质的 Rb、Sr、Ba 微量元素模拟研究 (Inger and Harris, 1993; Harris *et al.*, 1995) 和 Patino-Douce and Harris (1998) 实验研究, 高喜马拉雅 LG 的形成主要归因于白云母的脱水反应. 其中, 电气石-白云母花岗岩相对于二云母花岗岩而言, 前者具有较高的 Rb/Sr 比值和低的 Ba 含量, 反映前者具有相对偏低的熔融分数. 在岩浆形成温度上, 利用锆石和独居石温度

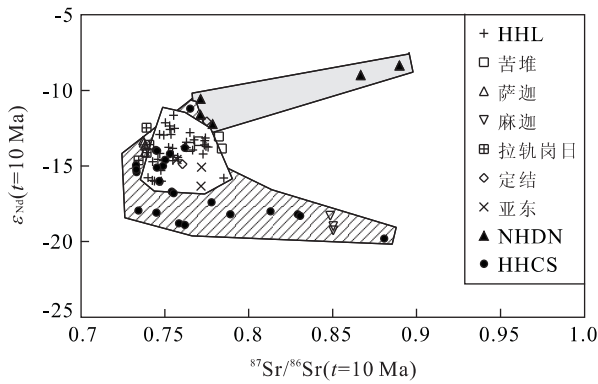


图 5 喜马拉雅淡色花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 图

Fig. 5 $\epsilon_{Nd}(10 \text{ Ma})$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ($t=10 \text{ Ma}$) diagram for North Himalayan leucogranite

HHL, 高喜马拉雅淡色花岗岩; NHDN, 北喜马拉雅穹窿片麻岩; HHCS, 高喜马拉雅结晶岩系. HHL 和 HHCS 的 Sr-Nd 同位素资料据 Vidal *et al.* (1984)、Deniel *et al.* (1986)、Deniel *et al.* (1987); Stern *et al.* (1989)、Inger and Harris (1993)、Massey (1994)、Ahmad *et al.* (2000)、Miller *et al.* (2001) 和表 2

计估计 (Harrison and Watson, 1983; Watson and Harrison, 1983; Rapp and Watson, 1986; Montel, 1993), 电气石-白云母花岗岩为 $640\sim 700\text{ }^\circ\text{C}$, 二云母花岗岩为 $700\sim 780\text{ }^\circ\text{C}$ (Ayres *et al.*, 1997; Visona and Lombardo, 2002).

对北喜马拉雅 LG 来说, 由于其化学组成的变化类似于高喜马拉雅 LG, 因此, 它们的熔融反应应该是相似的. 这在图 6 上可以得到进一步的验证. 图 6 展示北喜马拉雅 LG 和高喜马拉雅 LG 共同存在 Rb/Sr 比值与 Ba 含量之间的负相关关系, 反映北喜马拉雅 LG 也主要为白云母脱水反应的产物. 图 6 还指示北喜马拉雅不同的岩体具有不同的分布范围, 这是由于各岩体在岩浆源区组成的差异和/或产生熔体分数值的变化. 一个可能的解释是麻迦 LG (高 Rb/Sr 比值和低 Ba 含量) 具有相对较低的熔体分数, 而萨迦 LG (低 Rb/Sr 比值和高 Ba 含量) 代表相对较高的熔体分数.

部分熔融程度在无流体相加入的情况下, 与温度的高低有着直接的联系. 利用锆石和独居石温度计方法估算 (Harrison and Watson, 1983; Watson and Harrison, 1983; Rapp and Watson, 1986; Montel, 1993), 北喜马拉雅 LG 的岩浆温度变化于 $640\sim 798\text{ }^\circ\text{C}$ (表 1, 图 7). 最高的温度值出现于萨迦 LG ($747\sim 798\text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $763\text{ }^\circ\text{C}$), 其次为拉轨岗日 LG ($697\sim 760\text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $717\text{ }^\circ\text{C}$), 而最低的岩浆温度出现于麻迦和苦堆 LG ($664\sim 718\text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $687\text{ }^\circ\text{C}$).

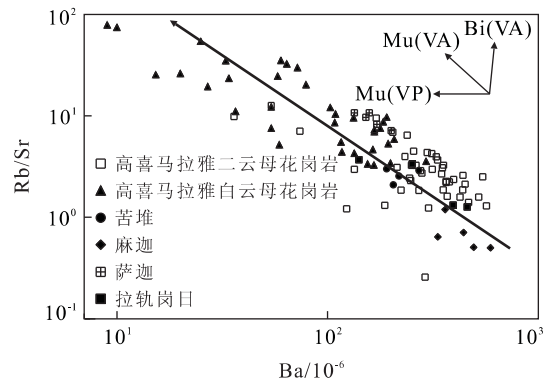


图 6 北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩 Rb/Sr vs. Ba 图

Fig. 6 Rb/Sr vs. Ba diagram for North Himalayan and High Himalayan leucogranites

右上方矢量图为据文献 Inger and Harris (1993) 确定的部分熔融反应. Mu(VA), 缺乏蒸汽相的白云母熔融反应; Bi(VA), 缺乏蒸汽相的黑云母熔融反应; Mu(VP), 饱和蒸汽相的白云母熔融反应. 高喜马拉雅淡色花岗岩的资料来源同图 4

北喜马拉雅 LG 的岩浆温度主要位于白云母发生脱水反应的温度范围内 (Patino-Douce and Harris, 1998). 但从它们的岩浆温度观察, 萨迦花岗岩由于较高的岩浆温度而具有较高的熔体分数, 而麻迦花岗岩由于较低的岩浆温度而具有相对较低的熔体分数. 这与从图 6 得出的认识一致. 然而, 苦堆 LG 具有相对较低的岩浆温度 (图 7), 但在图 6 上表现出具有中等程度的熔体分数特征, 这反映在熔融作用期间, 有着外来流体的加入. 由此反映苦堆 LG 的形成机制应有别于其他北喜马拉雅 LG.

有关喜马拉雅中新世 LG 发生部分熔融的原因已有多个模式. Harris and Massey (1994) 建议的减压 (decompression) 熔融模式是高喜马拉雅中新世 LG 形成的主要机制. 在该模式中, 中新世高喜马拉雅 LG 的形成与位于 MCT 和 STDS 之间的高喜马拉雅构造楔的迅速折返存在密切的联系. 这与 Searle *et al.* (2003) 研究得出的高喜马拉雅结晶岩系自 20 Ma 以来具有 $2\sim 3\text{ mm/a}$ 的快速折返速率是一致的. 然而, Harrison *et al.* (1997, 1998) 通过沿 MCT 下坡之下的平底逆冲带连续活动所产生剪切热的数值模拟来解释高喜马拉雅和北喜马拉雅中新世 LG 的成因. 在这一模型中, 高喜马拉雅中新世 LG 成于白云母的脱水熔融, 温度为 $680\text{ }^\circ\text{C}$ 左右, 而北喜马拉雅中新世 LG 形成于白云母或黑云母的脱水熔融, 温度为 $780\text{ }^\circ\text{C}$. 同时, 该模型预测高喜马拉雅和北喜马拉雅两带中新世 LG 在空间上有大约

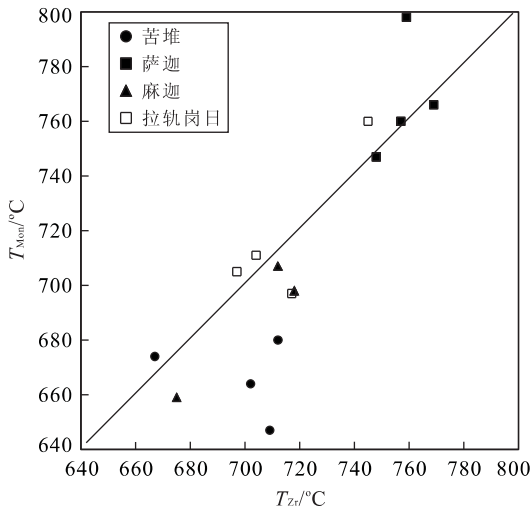


图 7 北喜马拉雅淡色花岗岩副矿物相温度估算图

Fig. 7 Accessory phase thermometry for NHL

T_{Mon} 为根据独居石溶解资料(Rapp and Watson, 1986; Montel, 1993)计算的岩浆温度; T_{Zr} 为根据锆石溶解资料(Harrison and Watson, 1983; Watson and Harrison, 1983)计算的岩浆温度

100 km的分离,在形成时代上,前者为 24~20 Ma,后者为 18~12 Ma.实际上,喜马拉雅 LG 形成的时间间隔和空间分布是变化的.在高喜马拉雅,晚于 18 Ma 的 LG 广泛分布,如 Everest 地区(Schärer *et al.*, 1986; Hodges *et al.*, 1998; Searle *et al.*, 2003)、西藏南部地区(Xu, 1990; Edwards and Harrison, 1997; Wu *et al.*, 1998)、Bhutan 地区(Daniel *et al.*, 2003).另外,除了北喜马拉雅缺少含电气石的白云母花岗岩外,北喜马拉雅和高喜马拉雅中新世二云母花岗岩在化学组成和形成条件上无明显差异,它们都主要形成于白云母的脱水熔融.近来,Visona and Lombardo (2002)提出高喜马拉雅 LG 形成于近等压加热的进变质熔融作用,其主要依据是 LG 中矽线石包裹红柱石和堇青石的现象.然而,这一岩相学证据也同样指示早期陆壳物质在变质之后的低压矿物的结构残余,并由于源区物质快速的折返过程而没有达到平衡.高喜马拉雅中新世 2~3 mm/a 的快速折返速率(Searle *et al.*, 2003)不支持 Visona and Lombardo (2002)的认识.

在北喜马拉雅,麻迦 LG(10 Ma)含有蓝晶石俘虏晶可能指示熔融作用发生在蓝晶石区域,而拉轨岗日 LG(15 Ma)在白云母中含有矽线石包体可能指示白云母的熔融反应.由于含蓝晶石 LG 和含矽线石 LG 在 Na_2O/K_2O 比值上无明显差异(分别为 0.73~0.82 和 0.85~0.90),反映它们有着相似的

岩浆形成深度(Patino-Douce and Harris, 1998),因此,在时间演化上,从 15 Ma 的含矽线石的拉轨岗日 LG 到 10 Ma 的含蓝晶石的麻迦 LG,反映了岩浆源区物质从地壳深部向地壳浅部的折返.这一构造过程与喜马拉雅中新世 LG 形成的减压模式一致(Harris and Massey, 1994).因此,根据本文新的资料观察,减压模式仍然是目前关于喜马拉雅中新世 LG 形成的一个富有挑战力的机制;但这一机制并不适用北喜马拉雅渐新世苦堆 LG (27.5 ± 0.5 Ma),该岩体形成于喜马拉雅地壳的加厚时期(Yin and Harrison, 2000),因此,地壳增厚加热作用是该 LG 形成的主要机制.

3.3 构造意义

喜马拉雅 LG 的形成与印度板块和欧亚板块碰撞后的陆内构造过程相联系.在两大板块碰撞后,印度板块持续的向北推挤作用,造成喜马拉雅地壳强烈的构造缩短(Dewey *et al.*, 1989; Yin and Hodges, 2000; Harrison, 2000).在地壳缩短过程中,必然会导致一些构造块体的水平挤出和近垂向的挤出.前者表现在大规模走滑断层形成,如青藏高原的东南部(Yin and Harrison, 2000),后者表现在由于 MCT 和 STDS 的活动所造成的高喜马拉雅构造楔的挤出(Harris and Massey, 1994; Stephenson *et al.*, 2001).

在讨论喜马拉雅 LG 的构造意义时,必须考虑以下 2 个基本事实:其一,高喜马拉雅和北喜马拉雅 LG 形成的时间跨度是不同的,前者为 23~12 Ma (Schärer *et al.*, 1986; Xu, 1990; Edwards and Harrison, 1997; Searle *et al.*, 1997; Hodges *et al.*, 1998; Wu *et al.*, 1998; Simpson *et al.*, 2000; Daniel *et al.*, 2003; Searle *et al.*, 2003),后者为 27.5~10 Ma (Zhang *et al.*, 2004);其二,北喜马拉雅和高喜马拉雅 LG 产出的地质背景也是不同的,前者侵入 MCT 和 STDS 之间的喜马拉雅构造楔(高喜马拉雅结晶岩系),而后者侵入于北喜马拉雅穹窿片麻岩中,成穹的时间被估计为 11 Ma (Lee *et al.*, 2000),接近于北喜马拉雅 LG 形成的低值年龄段.伴随着喜马拉雅沿 STDS 的重力跨塌,北喜马拉雅穹窿形成,这与吉隆—康马断裂上盘往南的逆冲作用有关(Lee *et al.*, 2000),而不是通常的构造核杂岩的形成模式.

北喜马拉雅和高喜马拉雅 LG 在岩浆侵位年龄和地质背景上的差异表明它们所反映的构造意义是

不同的. 尽管在中新世时, 它们均起因于构造减压熔融作用, 但它们有着不同的构造减压机制. 高喜马拉雅中新世 LG 的形成反映喜马拉雅地壳的缩短作用, 并由此引起的高喜马拉雅结晶岩系总体往上的挤出. 而北喜马拉雅有着不同时期 LG 的形成, 早期反映由于印度板块和欧亚板块的碰撞, 增厚地壳物质在渐新世时发生部分熔融作用, 地球化学证据表明在这一熔融过程中伴随有外来流体的加入, 并由此降低岩浆形成温度, 这一熔融作用将增加北喜马拉雅中下地壳发生变形的易感性, 有利于在中新世时北喜马拉雅穹窿的形成和折返, 并由此诱发深部地壳物质的减压熔融作用. 因此, 北喜马拉雅渐新世淡色花岗岩的形成 (27.5 Ma) 反映增厚地壳的加热熔融作用, 而中新世 LG (16~10 Ma) 的形成反映北喜马拉雅穹窿的折返. 根据北喜马拉雅穹窿的 Ar-Ar 资料 (Lee *et al.*, 2000), 北喜马拉雅穹窿的隆升速率为 ~1 mm/a, 尽管这一速率低于高喜马拉雅构造楔 2~3 mm/a 的快速折返速率 (Searle *et al.*, 2003), 但根据喜马拉雅地壳热参数 (England *et al.*, 1992) 的模拟计算, ~1 mm/a 的隆升速率已足够促使在北喜马拉雅穹窿片麻岩之下的高喜马拉雅结晶岩系发生部分熔融.

4 结论

北喜马拉雅 LG 的岩石类型主要为二云母花岗岩, 与高喜马拉雅二云母花岗岩具有相似的主量元素和微量元素组成, 但在 TiO₂、MgO、CaO、Ba、La 含量和 Rb/Sr 比值上与高喜马拉雅电气石—白云母花岗岩存在明显的差异. 北喜马拉雅 LG 和高喜马拉雅 LG 的 2 个岩相具有相似的 Sr-Nd 同位素组成, 它们均派生于高喜马拉雅结晶岩系的部分熔融, 这一结果指示暴露的高喜马拉雅结晶岩系向北延伸于北喜马拉雅穹窿片麻岩和特提斯沉积岩系之下. 北喜马拉雅和高喜马拉雅的中新世 LG 形成均起因于在缺乏流体相条件下减压作用所诱发的白云母脱水反应, 但北喜马拉雅渐新世 LG 形成于地壳增厚作用过程, 并伴随有外来流体的输入. 北喜马拉雅 LG 形成的时间跨度和产出的地质背景不同于高喜马拉雅 LG, 反映它们具有不同的构造涵义. 高喜马拉雅中新世 LG 反映高喜马拉雅结晶岩系的构造挤出作用, 而北喜马拉雅渐新世 LG 起因于印度与欧亚板块碰撞后的地壳增厚作用, 中新世 LG 起因于

北喜马拉雅山穹窿的折返.

Dr. Nick Rogers、Dr. Mabs Kunka 和 Dr. Peter van Calsteren 在微量元素和 Sr-Nd 同位素测定工作中给予了帮助; 金振民教授、高山教授和钟增球教授提出了建设性意见, 在此一并表示感谢.

References

- Ahmad, T., Harris, N., Bickle, M., et al., 2000. Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan Series and the High Himalayan Crystalline Series, Garhwal Himalaya. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112: 467–477.
- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology*, 139: 249–269.
- Ayres, M., Harris, N., Vance, D., 1997. Possible constraints on anatexis melt residence times from accessory mineral dissolution rate: An example from Himalayan leucogranites. *Mineralogical Magazine*, 61: 29–36.
- Barbey, P., Alle, P., Brouand, M., et al., 1995. Rear-earth patterns in zircons from the Manaslu granite and Tibetan slab migmatites (Himalaya): Insights in the origin and evolution of a crustally-derived granite magma. *Chemical Geology*, 125: 1–17.
- Castelli, D., Lombardo, B., 1988. The Gophu La and western Lunana granites: Miocene muscovite leucogranites of the Bhutan Himalaya. *Lithos*, 21: 211–225.
- Copeland, P., Harrison, T. M., Le Fort, P., 1990. Age and cooling history of the Manaslu granite: Implication for Himalayan tectonics. *Journal Volcanol Geotherm Res.*, 44: 33–50.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S. M. F., et al., 1986. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: A chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology*, 27: 281–302.
- Deniel, C. G., Hollister, L. S., Parrish, R. R., et al., 2003. Exhumation of the main central thrust from lower crustal depths, eastern Bhutan Himalaya. *J. Metamorphic Geol.*, 21: 317–334.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., et al., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences of the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 78–92.
- Deniel, C., Vidal, P., Le Fort, P., 1986. Les leucogranites hi-

- malayens et leur région source probable: les gneiss de la "Dalle du Tibet". *CR. Acad. Sci. Paris*, 303: 57—62.
- Dewey, J. F., Cande, S., Pitman, W. C., 1989. Tectonic evolution of the Indian/Eurasia collision zone. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 82: 717—734.
- Edwards, M. A., Harrison, T. M., 1997. When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology*, 25: 543—546.
- England, P., Le Fort, P., Molnar, P., et al., 1992. Heat sources for Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 97: 2107—2128.
- Ferrara, G., Lombardo, B., Tonarini, S., 1983. Rb/Sr geochronology of granites and gneisses from the Mount Everest region, Nepal Himalaya. *Geo. Rundschau*, 72: 119—136.
- Ferrara, G., Lombardo, B., Tonarini, S., 1991. Sr, Nd and O isotopic characterization of the Gophu La and Gumburanjun leucogranites (High Himalaya). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt*, 71: 35—51.
- Guillot, S., Le Fort, P., 1995. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranite. *Lithos*, 35: 221—234.
- Harris, N., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implication for the extraction of Himalayan leucogranite melts. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15767—15777.
- Harris, N., Inger, S., 1992. Trace element modeling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 46—56.
- Harris, N., Massey, J., 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13: 1537—1546.
- Harrison, T. M., Grove, M., Lovera, O. M., et al., 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.*, 103: 27017—27032.
- Harrison, T. M., Grove, M., McKeegan, K. D., et al., 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya. *Journal of Petrology*, 40: 3—19.
- Harrison, T. M., Lovera, O. M., Grove, M., 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 25: 899—902.
- Harrison, T. M., Watson, E. B., 1983. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 66—72.
- Hodges, K. V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 324—350.
- Hodges, K. V., Bowring, S., Davidek, K., et al., 1998. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology*, 26: 483—486.
- Inger, S., Harris, N., 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 34: 345—368.
- Koester, E., Pawley, A. R., Luís, A. D., et al., 2002. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43: 1595—1616.
- Le Breton, N., Thompson, A. B., 1998. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 226—237.
- Le Fort, P., 1975. Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.*, 275A: 1—44.
- Le Fort, P., 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In: *Collision Tectonics*, MP Coward, AC Ries. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19: 159—172.
- Lee, J., Hacker, B. R., Dinklage, W. S., et al., 2000. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19: 872—895.
- Massey, J. A., 1994. Metamorphism, melting and fluid during Himalayan orogenesis. [Ph. D. thesis]. Open University, U. K.
- Miller, C., Thöni, M., Frank, W., et al., 2001. The early Palaeozoic magmatic event in the NW Himalaya, India: Source, tectonic setting and age of emplacement. *Geology Magazine*, 138: 237—251.
- Montel, J. M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110: 127—146.
- Patino-Douce, A. E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39: 689—710.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1986. Monazite solubility and dissolution kinetics: Implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94: 304—316.
- Scaillet, B., France-Lanord, C., Le Fort, P., 1990. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): Petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a High

- Himalaya leucogranite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 163–168.
- Schärer, U., Xu, R. H., Allegère, C. J., 1986. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77:35–48.
- Searle, M. P., Parrish, R. R., Hodges, K. V., et al., 1997. Shisha Pangma leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin and emplacement. *The Journal of Geology*, 105:295–317.
- Searle, M. P., Simpson, R. L., Law, R. D., et al., 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal. *J. Geol. Soc. Lond.*, 160:345–366.
- Simpson, R. L., Parrish, R. R., Searle, M. P., et al., 2000. Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, 28:403–406.
- Stephenson, B. J., Searle, M. P., Waters, D. J., et al., 2001. Structure of the main central thrust zone and extrusion of the High Himalayan deep crustal wedge, Kishtwar-Zaskar Himalaya. *Journal of the Geological Society, London*, 158:637–652.
- Stern, C. R., Kligfield, R., Schelling, D., 1989. The Bhagirathi leucogranite of the High Himalaya (Garhwal, India): Age, petrogenesis, and tectonic implications. *Geo. Soc. Am. Spec.*, 232:33–45.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1995. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1–132.
- Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Cocherie, A., et al., 1984. Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35:179–190.
- Vielzeuf, D., Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98:257–276.
- Vielzeuf, D., Schmidt, N. W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: Application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141:251–267.
- Visona, D., Lombardo, B., 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet): Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos*, 62:125–150.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64:295–304.
- Wu, C., Nelson, K. D., Wartman, G., et al., 1998. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in east-central Himalaya (89°–90°E). *Tectonics*, 17:28–45.
- Xu, R. H., 1990. Age and geochemistry of granites and metamorphic rocks in south-central Xizang (Tibet). In: Chinese Academy of Geological Sciences, ed., *Igneous and metamorphic rocks of the Tibetan plateau*. Geological Publishing House, Beijing, 287–302.
- Yin, A., Harrison, T. M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28:211–280.
- Zhang, H. F., Harris, N., Parrish, R., et al., 2004. U-Pb ages of Kude and Sajia leucogranites in Sajia dome from North Himalaya and their geological implications. *Chinese Science Bulletin*, 49:2087–2092.